

DOI: 10.13745/j.esf.yx.2016-11-23

# 松潘—甘孜造山带南缘二叠系变质玄武岩的成因与构造意义

朱玉娣<sup>1</sup>, 代堰铭<sup>2,\*</sup>, 王丽丽<sup>3</sup>, 张惠华<sup>2</sup>, 李同柱<sup>2</sup>, 沈战武<sup>2</sup>, 修迪<sup>4</sup>

1. 西南石油大学 地球科学与技术学院, 四川 成都 610500

2. 中国地质调查局 成都地质调查中心, 四川 成都 610081

3. 中国地质大学(北京) 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083

4. 河北省区域地质矿产调查研究所, 河北 廊坊 065000

ZHU Yudi<sup>1</sup>, DAI Yanpei<sup>2,\*</sup>, WANG Lili<sup>3</sup>, ZHANG Huihua<sup>2</sup>, LI Tongzhu<sup>2</sup>, SHEN Zhanwu<sup>2</sup>, XIU Di<sup>4</sup>

1. School of Geoscience and Technology, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, China

2. Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, China

3. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences(Beijing), Beijing 100083, China

4. Hebei Institute of Regional Geological and Mineral Resource Survey, Langfang 065000, China

**ZHU Yudi, DAI Yanpei, WANG Lili, et al. Petrogenesis and tectonic significance of the Permian metabasalts in the southern margin of the Songpan – Garze orogenic belt. *Earth Science Frontiers*, 2017, 24(6): 098-109**

**Abstract:** A set of bedded metabasalts occurred in the Permian strata, in the southern margin of the Songpan – Garze orogenic belt. These rocks have apparent pillow and vesicular structures. In this paper, we performed geochemical analyses on these rocks and studied their petrogenesis and diagenetic tectonic settings. The metabasalts exhibit low SiO<sub>2</sub> contents (47.56%–37.98%) and Nb/Zr ratios and relative high abundance of MgO (average 18.95%), Mg (Mg<sup>#</sup> average value 74.1) and Cr (average  $1712 \times 10^{-6}$ ). These geochemical features indicate that the magma of their protolith was most likely derived from the depleted mantle and formed mainly by the partial melting (20%–25%) of garnet peridotite. Their MgO and Cr contents show a positive correlation with the extremely low La/Sm (2.86–1.02), (Th/Yb)<sub>PM</sub> (2.42–0.56), (Th/Ta)<sub>PM</sub> (1.21–0.43) and (La/Nb)<sub>PM</sub> (1.55–0.27) ratios, suggesting fractional crystallization of the Cr-bearing minerals and no contamination with crustal materials during the magma evolution processes. REE, trace element patterns and tectonic discriminations show that the chemical compositions of metabasalts are similar to those of E-MORB and N-MORB. In the field, the metabasalts are commonly sandwiched in the Permian marble, indicating a mature back-arc basin setting. Combined with the fact that some ultrabasic rocks were also developed in the Permian strata, we propose that the metabasalts are most likely a remnant of the Paleo-Tethys oceanic crust. When compared with the chemical compositions of Emeishan basalts, it is clear that the Permian metabasalts in the southern margin of the Songpan – Garze orogenic belt were not the products of the Late Permian Emeishan basaltic magma activities.

**Key words:** geochemistry; petrogenesis; metabasalt; Permian; Songpan – Garze orogenic belt; Paleo-Tethys ocean

收稿日期: 2016-05-03; 修回日期: 2016-08-02

基金项目: 西南石油大学青年教师“过学术关”项目(201499010083)、科研启航计划项目(2015QHZ009); 四川省教育厅科研项目(15ZB0058); 成都地质调查中心青年科学基金项目(所控基[2015]-05)

作者简介: 朱玉娣(1986—), 女, 博士, 讲师, 矿物学、岩石学、矿床学专业。E-mail: 420132343@qq.com

\* 通讯作者简介: 代堰铭(1986—), 男, 博士, 工程师, 主要从事岩石学与矿床学研究。E-mail: diyepias@foxmail.com

**摘要:**松潘—甘孜造山带南缘的二叠系之中发育一套顺层产出的变玄武岩,岩石具有明显的变余枕状构造及气孔构造。本文对其进行了主微量元素分析,并探讨其岩石成因与成岩构造背景。变玄武岩具有低的 $\text{SiO}_2$ 质量分数(47.56%~37.98%)与Nb/Zr值,其MgO(平均为18.95%)、 $\text{Mg}^\#$ 值(平均为74.1)和Cr(平均为 $1.712 \times 10^{-6}$ )含量较高,表明原岩岩浆很可能起源于亏损地幔,主要由石榴石橄榄岩发生20%~25%的部分熔融形成。岩石MgO与Cr含量呈现良好的正相关,具有极低的La/Sm(2.86~1.02)、(Th/Yb)<sub>PM</sub>(2.42~0.56)、(Th/Ta)<sub>PM</sub>(1.21~0.43)和(La/Nb)<sub>PM</sub>(1.55~0.27)比值,说明岩浆演化过程中发生了含铬矿物的分离结晶,且没有遭受地壳物质的混染。变玄武岩稀土、微量配分型式及构造背景判别显示,岩石的化学成分与E-MORB及N-MORB相当。野外考察显示,与变玄武岩共生的岩石主要为二叠系大理岩,暗示变玄武岩原岩很可能形成于成熟的弧后盆地环境。结合二叠系还发育超基性岩的事实,本文认为该套变玄武岩可能是古特提斯洋的洋壳残余。另外成分对比显示,松潘—甘孜造山带南缘的二叠系变玄武岩并非峨眉山玄武岩浆活动的产物。

**关键词:**地球化学;岩石成因;变玄武岩;二叠系;松潘—甘孜造山带;古特提斯洋

**中图分类号:**P581;P588.145 **文献标志码:**A **文章编号:**1005-2321(2017)06-0098-12

松潘—甘孜造山带位于青藏高原东北缘,形成于古特提斯洋闭合阶段,记录了印支期以来华北、扬子与羌塘陆块的收敛汇聚等构造活动<sup>[1]</sup>。长期以来,对松潘—甘孜造山带岩浆作用的研究以广泛发育的印支期花岗岩类为主,多种成因类型的花岗岩类已经被识别出来,例如A型<sup>[2]</sup>、I型<sup>[3]</sup>、埃达克质<sup>[4]</sup>和强过铝质花岗岩<sup>[5]</sup>。然而,先前的报道很少关注造山带内部出露较为有限的火山岩类,后者无疑能够提供深部地球动力学过程的重要信息<sup>[6]</sup>。

在松潘—甘孜造山带和扬子陆块西缘的接合带,发育多个穹隆状地质体(图1a),被称为变质核杂岩带<sup>[7-9]</sup>或穹状变质地体<sup>[10-11]</sup>,是洞悉青藏高原东缘与扬子陆块西缘地质演化的重要窗口<sup>[12-13]</sup>。笔者在野外地质调查过程中,发现造山带南缘的江浪穹隆与踏卡穹隆二叠纪地层之中发育顺层产出的变玄武岩(图2a、b),岩石具有明显的变余枕状构造及气孔构造(图2c、d和e),表明二叠系很可能是同沉积—火山作用的产物。迄今为止,尚未见及相关文献对其进行报道。本文基于野外地质工作及室内岩相学观察,结合岩石地球化学分析,拟探讨该套变玄武岩的成因与构造意义。

## 1 地质背景

松潘—甘孜造山带总体呈巨大的倒三角形,面积约 $2.2 \times 10^5 \text{ km}^2$ ,西侧以金沙江缝合带为界与青藏高原毗邻,东缘以龙门山断裂带为界与扬子陆块相连,北部以秦岭造山带为界与华北陆块相邻。该造山带受控于古特提斯造山作用,以发育巨厚的

(5~15 km)三叠系复理石为特征<sup>[14]</sup>,但目前学术界对于其主要物源区还存在不同认识,大致包括来自大别山超高压变质带<sup>[15]</sup>以及扬子陆块<sup>[16]</sup>两种观点。松潘—甘孜造山带的变形过程主要发生于印支期,并出露大量的晚三叠世—早侏罗世花岗岩<sup>[1-5]</sup>。这些花岗岩侵入强烈变形的三叠纪地层,而岩石本身并没有发生变形,表明它们是碰撞后岩浆作用的产物<sup>[6]</sup>。

江浪穹隆与踏卡穹隆位于松潘—甘孜造山带南缘(图1a)。穹隆核部里伍岩群广泛发育顺层韧性剪切变形,岩性主要为云母石英片岩、石英岩夹变基性火山岩。前人获得片状石英岩碎屑锆石U-Pb上交点年龄为1 437 Ma,斜长角闪岩全岩Sm-Nd等时线年龄为1 677~1 674 Ma,表明里伍岩群是一套中元古代的变质火山—沉积岩组合<sup>[8-9]</sup>。另外,江浪穹隆里伍岩群之中发育一系列高品位(平均2.5%)的Cu多金属矿床(图1b),其地质特征与成因类似,被统称为里伍式富铜矿床<sup>[17]</sup>。穹隆翼部地层包括:(1)奥陶系江浪岩组仅分布于江浪穹隆南缘,岩性主要为含砾石英岩夹石英片岩、千枚岩,主体构成一个规模较大的韧性剪切滑脱带;(2)志留系甲坝岩组沿江浪与踏卡穹隆周缘呈环状分布,为一套变硅质岩、碳质板岩夹变基性火山岩组合;(3)二叠系乌拉溪组主要分布于穹隆外缘,与甲坝岩组呈滑脱断层接触,岩性为大理岩夹变基性火山岩;(4)三叠系西康群以复理石陆源碎屑岩夹碳酸盐岩为主,与乌拉溪组为韧性剪切带接触<sup>[9,18]</sup>。部分学者基于野外调查与构造解析工作,提出松潘—甘孜造山带和扬子西缘接合带的穹隆状地质体属变质核杂岩,以江浪穹隆构造层

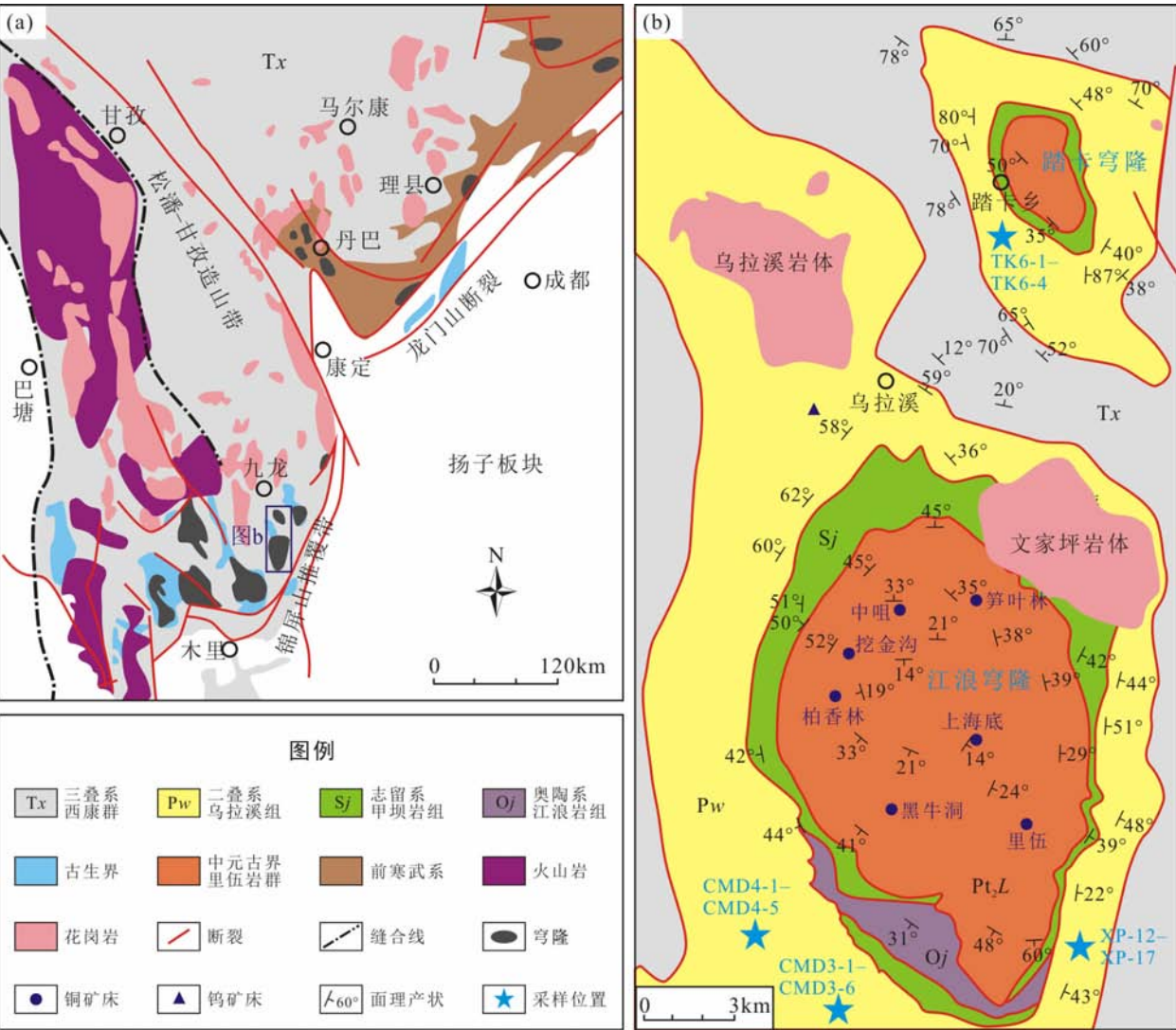


图 1 江浪穹隆与踏卡穹隆大地构造位置(a)及区域地质图(b)  
(修改自文献[7])

Fig. 1 The tectonic position(a) and regional geological map(b) of the Jianglang and Taka dome

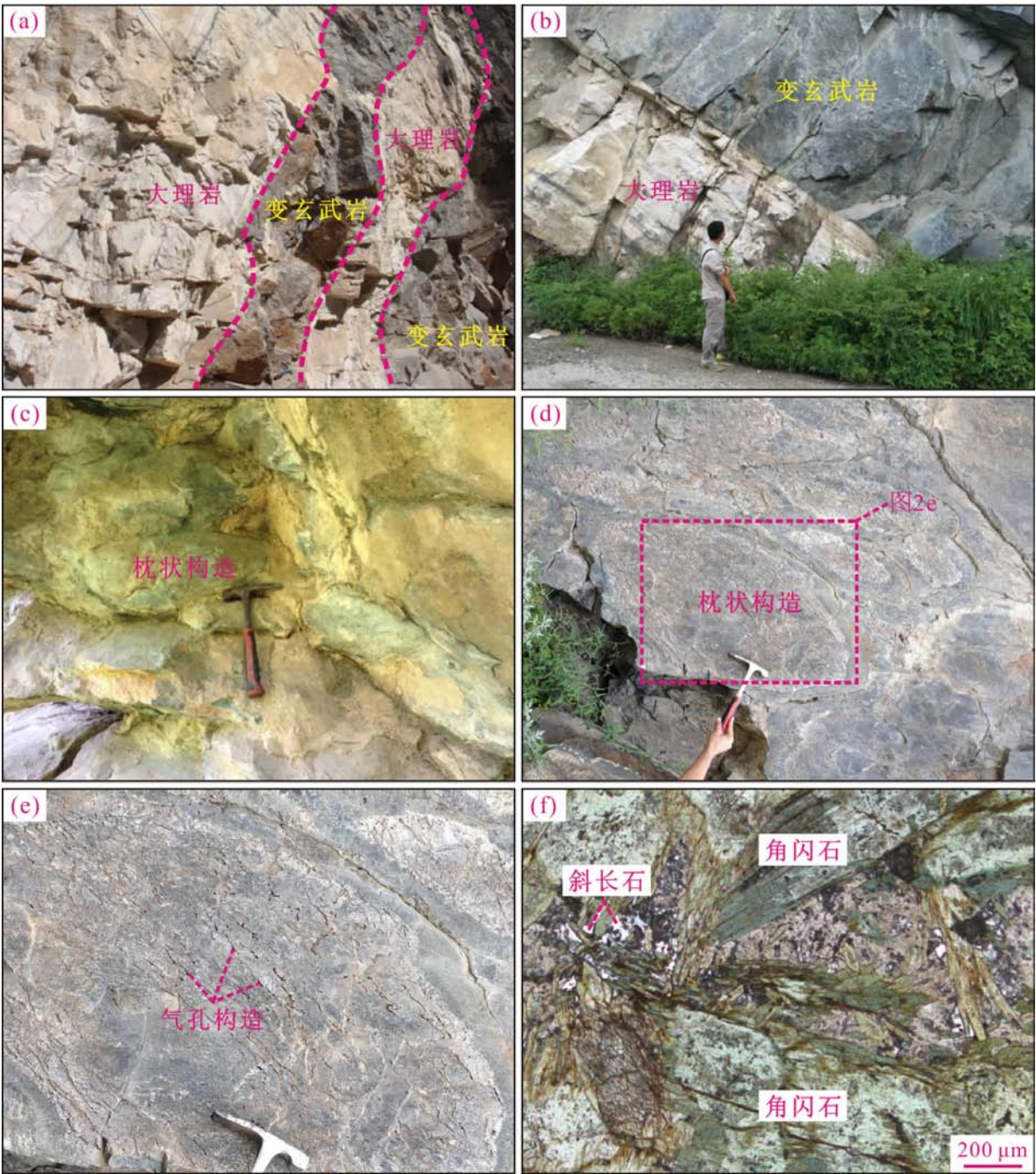
位发育较全、变形构造最具代表性,其基本结构包括前寒武纪堆积层(里伍岩群)、古生代褶皱层(江浪岩组、甲坝岩组与乌拉溪岩组)及三叠纪西康群板岩带,不同构造地层系统之间发育环状拆离断裂带[7-9]。

区域上岩浆活动较为强烈,主要为燕山期花岗岩与少量中—新元古代及二叠纪的基性火山岩[8-9]。花岗岩岩体出露于文家坪与乌拉溪(图 1b):文家坪岩体为中细粒似斑状黑云二长花岗岩,锆石<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 加权平均年龄为(161.5±0.6) Ma<sup>[19]</sup>;乌拉溪岩体为中细粒二云母花岗岩,锆石<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 加权平均年龄为(159.3±0.9) Ma<sup>[20]</sup>,侵入二叠系乌拉溪组并在外接触带发育夕卡岩化,岩体南部伴有夕卡岩型钨矿化。

2 样品采集与测试

本文研究的变玄武岩产于江浪穹隆与踏卡穹隆的二叠纪地层(图 1b),与大理岩为整合接触(图 2a、b)。变玄武岩呈灰绿色,发育明显的变余枕状构造与气孔构造(图 2c、d 和 e)。矿物组成主要为:(1)角闪石含量约 80%,呈柱状或粒状,粒径 50~1 000 μm,可见两组解理呈锐角相交,局部已退变质为绿泥石;(2)斜长石含量约 15%,呈它形粒状或自形板状,粒径 10~200 μm,局部可见聚片双晶;(3)石英含量<3%,呈它形粒状,粒径约 30 μm,可能是形成于成岩后的蚀变过程;(4)磁铁矿含量约 2%,呈粒状产出,粒径 50~100 μm(图 2f)。





a—二叠系大理岩中顺层发育的变玄武岩夹层；b—大理岩与变玄武岩的整合接触关系；c—变玄武岩的变余枕状构造；d—变玄武岩的变余枕状构造及气孔构造；e—变玄武岩的变余气孔构造；f—变玄武岩显微照片。

图 2 二叠系变玄武岩的野外及镜下特征

Fig. 2 Field and microscopic features of the Permian metabasalts

变玄武岩样品经室内挑选新鲜、蚀变及风化较弱者碎样至 200 目后进行岩石地球化学分析，主量、稀土和微量元素测试均由澳实分析检测(广州)有限公司完成。主量元素由荷兰 PANalytical 生产的 Axios 仪器利用熔片 X 射线荧光光谱法(XRF)测定，并采用

等离子光谱和化学法测定进行互相检测。稀土和微量元素采用美国 Perkin Elmer 公司生产的 Elan 9000 型电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)测定。主量元素分析精度优于 5%，稀土和微量元素分析精度优于 10%，样品的元素地球化学测试数据列于表 1。

表 1 变玄武岩主量、稀土及微量元素  
Table 1 Results of major elements, REE and trace elements of the metabasalts

样号	$w_B/\%$												Mg <sup>#</sup>	Ti/Y	$w_B/10^{-6}$				
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total			La	Ce	Pr	Nd	Sm
TK6-1	37.98	0.77	7.55	10.06	0.12	15.00	17.30	0.36	0.24	0.03	10.34	99.75	74.7	287	1.8	4.6	0.71	4.6	1.76
TK6-2	37.99	1.1	10.28	11.74	0.10	17.40	11.85	0.25	0.09	0.06	8.54	99.40	74.6	428	3.4	8.7	1.23	6.7	2.49
TK6-3	43.53	1.15	10.42	12.24	0.09	18.85	7.96	0.31	0.11	0.19	4.81	99.66	75.4	451	2.5	6.8	1.04	5.8	2.05
TK6-4	41.60	0.75	7.91	10.14	0.10	14.30	15.10	0.48	0.20	0.04	8.18	98.80	73.7	363	2	4.9	0.76	4.3	1.75
CMD3-1	43.09	1.23	8.34	12.28	0.18	20.10	8.57	0.38	0.07	0.09	5.68	100.01	76.5	641	4.6	11.8	1.63	7.1	2.16
CMD3-2	47.56	0.78	5.25	10.94	0.14	22.20	7.91	0.23	0.03	0.05	4.74	99.83	80.1	632	4	9.7	1.29	5.5	1.57
CMD3-3	38.21	1.33	9.69	14.48	0.16	21.60	6.02	0.19	0.03	0.13	7.78	99.62	74.8	542	7.6	19.2	2.48	10.3	2.66
CMD3-4	42.16	1.26	8.68	12.59	0.17	19.50	8.74	0.43	0.22	0.10	5.86	99.71	75.5	624	5	12.3	1.69	8.7	2.20
CMD3-5	43.89	1.22	7.87	12.39	0.16	20.80	7.30	0.26	0.03	0.08	5.37	99.37	76.9	653	4.5	10.8	1.39	6.6	2.01
CMD3-6	41.25	1.28	9.07	12.96	0.15	22.60	5.47	0.32	0.02	0.09	6.49	99.70	77.6	816	4.5	10.5	1.44	6.5	1.66
CMD4-1	41.18	0.91	5.60	14.56	0.14	24.00	6.82	0.11	0.01	0.09	6.01	99.43	76.6	627	3.2	7.5	1.01	4.8	1.52
CMD4-2	38.29	0.59	4.93	12.54	0.15	30.30	3.16	0.06	0.01	0.06	9.56	99.65	82.7	553	2.1	5.5	0.75	3.9	1.18
CMD4-3	44.25	0.71	5.25	10.96	0.13	24.60	7.54	0.10	0.01	0.05	5.72	99.32	81.7	626	2.2	5.8	0.78	4.2	1.39
CMD4-4	40.71	2.03	15.13	13.35	0.18	7.51	14.60	2.53	0.53	0.04	2.63	99.24	52.8	507	7.5	19.2	2.8	13.1	3.92
CMD4-5	41.90	2.02	14.48	14.11	0.19	8.32	13.50	2.64	0.57	0.31	1.76	99.80	53.9	450	10.1	25.7	3.73	18.5	5.24
XP-12	40.94	1.59	10.02	14.30	0.17	17.30	7.59	1.14	0.10	0.05	6.66	99.86	70.6	477	6.8	15.8	1.96	10.4	2.90
XP-13	45.53	1.01	8.47	10.72	0.14	19.60	7.85	1.36	0.04	0.07	4.95	99.74	78.4	429	2.1	6.3	0.98	5.6	1.81
XP-14	43.01	1.14	9.20	12.70	0.14	20.30	7.12	0.97	0.03	0.09	5.34	100.04	76	471	3.5	9.3	1.45	6.6	2.09
XP-15	43.98	1.18	8.99	11.58	0.14	19.75	7.40	1.23	0.04	0.10	4.93	99.32	77.2	475	5.4	13.1	1.91	9.1	2.46
XP-16	44.28	1.18	10.22	11.92	0.15	15.90	7.84	2.06	0.04	0.07	6.22	99.88	72.6	495	3.4	9.2	1.38	6.8	1.88
XP-17	41.80	1.42	10.02	12.66	0.16	18.00	8.30	1.48	0.04	0.11	5.63	99.62	73.8	507	5.8	14.2	2.04	9.7	3.00

样号	$w_B/10^{-6}$										(La/Yb) <sub>N</sub>	δCe	δEu	La/Sm	$w_B/10^{-6}$				
	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	Cs	Rb	Sr	Ba	Nb				
TK6-1	0.69	2.70	0.42	2.66	0.56	1.75	0.25	1.45	0.20	24.2	0.84	0.95	0.96	1.02	2.69	6.6	253.0	16.5	2.7
TK6-2	0.95	3.41	0.47	2.94	0.62	1.64	0.26	1.49	0.21	34.5	1.54	1.00	1.00	1.37	0.92	2.4	142.0	5.8	2.3
TK6-3	0.78	2.82	0.41	2.88	0.64	1.82	0.24	1.35	0.20	29.3	1.25	0.99	0.99	1.22	0.82	2.7	43.1	7.7	2.6
TK6-4	0.76	2.11	0.36	2.27	0.51	1.40	0.19	1.15	0.19	22.7	1.18	0.93	1.21	1.14	2.06	6.2	308.0	13.8	2.8
CMD3-1	0.77	2.37	0.39	2.05	0.41	1.03	0.15	0.96	0.14	35.6	3.24	1.01	1.04	2.13	0.45	1.4	69.9	14.6	4.8
CMD3-2	0.39	1.81	0.29	1.49	0.30	0.76	0.11	0.70	0.10	28.0	3.86	1.00	0.71	2.55	0.22	0.2	44.7	7.0	3.1
CMD3-3	0.66	3.38	0.51	2.80	0.55	1.48	0.20	1.23	0.19	53.2	4.18	1.03	0.67	2.86	0.12	0.9	59.9	18.8	5.1
CMD3-4	0.63	2.84	0.42	2.25	0.47	1.25	0.18	1.08	0.16	39.2	3.13	0.99	0.77	2.27	1.29	6.0	77.6	33.1	4.5
CMD3-5	0.49	2.41	0.40	2.14	0.46	1.02	0.14	0.82	0.12	33.3	3.71	1.01	0.68	2.24	0.59	0.4	31.6	4.0	4.4
CMD3-6	0.47	1.89	0.36	2.15	0.44	1.11	0.15	0.96	0.14	32.3	3.17	0.96	0.81	2.71	0.27	0.3	38.2	4.7	4.7
CMD4-1	0.47	1.69	0.31	1.92	0.40	1.04	0.13	0.77	0.11	24.9	2.81	0.97	0.89	2.11	0.16	0.2	38.8	3.2	3.0
CMD4-2	0.37	1.29	0.21	1.20	0.25	0.63	0.09	0.53	0.08	18.1	2.68	1.03	0.91	1.78	0.27	0.2	44.6	5.8	1.7
CMD4-3	0.42	1.33	0.22	1.38	0.26	0.68	0.11	0.71	0.11	19.6	2.09	1.04	0.93	1.58	0.14	0.2	41.0	5.0	2.3
CMD4-4	1.45	4.75	0.82	4.65	0.94	2.28	0.33	2.15	0.33	64.2	2.36	0.98	1.03	1.91	0.41	1.8	1405.0	141.0	6.8
CMD4-5	1.87	5.90	1.00	5.31	1.13	2.74	0.37	2.34	0.37	84.3	2.92	0.98	1.02	1.93	0.50	1.8	858.0	371.0	7.2
XP-12	1.03	3.95	0.65	3.83	0.69	2.09	0.25	1.51	0.20	52.1	3.04	1.01	0.93	2.34	0.12	1.8	93.0	0.9	4.9
XP-13	0.81	2.97	0.40	2.54	0.57	1.43	0.20	1.23	0.19	27.1	1.15	1.02	1.06	1.16	0.27	0.6	32.6	8.3	8.0
XP-14	0.75	3.12	0.42	2.68	0.63	1.51	0.21	1.32	0.18	33.8	1.79	0.97	0.90	1.67	0.05	0.4	25.3	0.5	3.6
XP-15	0.73	3.14	0.50	2.72	0.58	1.64	0.21	1.19	0.16	42.8	3.07	0.96	0.80	2.20	0.12	0.3	29.8	0.7	6.8
XP-16	0.79	2.96	0.44	3.01	0.63	1.43	0.18	1.23	0.15	33.5	1.87	0.99	1.02	1.81	0.28	0.6	137.0	1.1	3.1
XP-17	0.82	3.43	0.52	3.31	0.63	1.69	0.26	1.38	0.18	47.0	2.84	0.97	0.78	1.93	0.01	0.4	48.1	0.5	5.3

(续表 1)

样号	$w_B/10^{-6}$									$(Th/Yb)_{PM}$	$(Th/Ta)_{PM}$	$(La/Nb)_{PM}$
	Ta	Zr	Hf	Th	U	Y	Ga	V	Cr			
TK6-1	0.1	43	1.3	0.14	0.06	16.1	12.1	194	1 380	0.56	0.68	0.69
TK6-2	0.1	60	1.6	0.25	0.05	15.4	14.6	213	1 900	0.97	1.21	1.53
TK6-3	0.1	60	1.9	0.25	0.05	15.3	14.7	309	2 040	1.07	1.21	1.00
TK6-4	0.1	44	1.1	0.19	0.13	12.4	13.0	222	1 360	0.96	0.92	0.74
CMD3-1	0.2	62	1.6	0.31	0.10	11.5	13.9	230	2 030	1.87	0.75	0.99
CMD3-2	0.1	43	1.1	0.19	0.05	7.4	11.8	173	2 160	1.57	0.92	1.34
CMD3-3	0.3	73	2.0	0.44	0.25	14.7	14.6	263	1 950	2.07	0.71	1.55
CMD3-4	0.3	63	1.6	0.36	0.06	12.1	14.5	236	1 800	1.93	0.58	1.15
CMD3-5	0.2	61	1.6	0.27	0.09	11.2	13.8	219	1 960	1.91	0.65	1.06
CMD3-6	0.3	66	1.7	0.40	0.09	9.4	15.6	223	2 040	2.42	0.64	0.99
CMD4-1	0.2	45	1.1	0.25	0.06	8.7	9.4	211	2 930	1.88	0.60	1.11
CMD4-2	0.1	26	0.8	0.17	0.05	6.4	9.3	139	2 420	1.86	0.82	1.28
CMD4-3	0.1	37	1.1	0.18	0.05	6.8	9.8	145	2 290	1.47	0.87	0.99
CMD4-4	0.4	111	3.0	0.68	0.17	24.0	24.1	456	540	1.83	0.82	1.14
CMD4-5	0.4	133	3.6	0.91	0.15	26.9	20.7	431	360	2.26	1.10	1.46
XP-12	0.4	78	2.4	0.37	0.18	20.0	14.8	385	1 480	1.42	0.45	1.44
XP-13	0.4	56	1.7	0.36	0.22	14.1	13.9	208	1 370	1.70	0.43	0.27
XP-14	0.3	57	1.8	0.36	0.15	14.5	14.2	266	1 670	1.58	0.58	1.01
XP-15	0.4	58	1.7	0.40	0.17	14.9	14.4	234	1 510	1.95	0.48	0.82
XP-16	0.2	54	1.8	0.26	0.13	14.3	14.8	262	1 310	1.23	0.63	1.14
XP-17	0.3	70	1.9	0.46	0.18	16.8	17.3	280	1 450	1.93	0.74	1.14

注：(1) $Fe_2O_3^+$  为全铁含量,LOI 为烧失量;(2) $Mg^{\#}=100Mg/(Mg+\sum Fe^{2+})$ ,用原子个数比进行计算;(3) $\delta Ce=2Ce_N/(La_N+Pr_N)$ , $\delta Eu=2Eu_N/(Sm_N+Gd_N)$ ,N 代表球粒陨石标准化,标准化数据引自文献[21];(4)PM 代表原始地幔标准化,标准化数据引自文献[22]。

3 测试结果

3.1 主量元素

变玄武岩  $SiO_2$  质量分数很低,介于 47.56%~37.98%,平均为 42.05%; $TiO_2$  为 2.03%~0.59%,平均为 1.17%; $Al_2O_3$  为 15.13%~4.93%,平均为 8.92%; $Fe_2O_3^+$  为 14.56%~10.06%,平均为 12.34%; $MnO$  为 0.19%~0.09%,平均为 0.15%; $MgO$  为 30.30%~7.51%,平均为 18.95%; $CaO$  为 17.30%~3.16%,平均为 8.95%; $Na_2O$  为 2.64%~0.06%,平均为 0.80%; $K_2O$  为 0.57%~0.01%,平均为 0.12%; $P_2O_5$  为 0.31%~0.03%,平均为 0.09% (表 1)。

由于变玄武岩具较多含水矿物(如角闪石、绿泥石),并且容易蚀变进而带入  $CO_2$  和  $H_2O$ ,导致其烧失量(LOI)偏高,例如本文变玄武岩样品烧失量介于 10.34%~1.76%。因此,按照前人的主量元素调整方法<sup>[23]</sup>,本文将变玄武岩主量元素数据

去烧失量规整(重新换算成 100%)之后再进行地球化学投图。 $Zr/TiO_2$ -Nb/Y 图解显示,岩石的化学成分相当于亚碱性玄武岩(图 3),与其较低的  $SiO_2$  含量吻合。

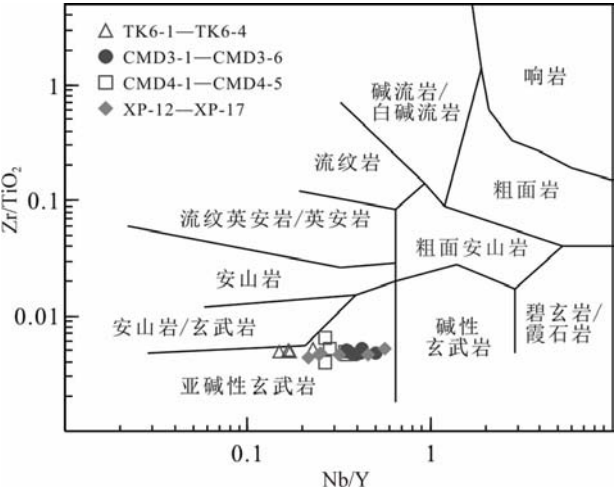


图 3 变玄武岩  $Zr/TiO_2$ -Nb/Y 图解  
(底图据文献[24])

Fig. 3  $Zr/TiO_2$ -Nb/Y diagram of the metabasalts



3.2 稀土与微量元素

变玄武岩稀土元素 La(平均为  $4.38 \times 10^{-6}$ )、Ce(平均为  $11.0 \times 10^{-6}$ )、Nd(平均为  $7.56 \times 10^{-6}$ ) 具有较高含量,其他元素含量普遍低于  $5.00 \times 10^{-6}$ 。稀土元素总量  $\Sigma \text{REE}$  为  $(84.3 \sim 18.1) \times 10^{-6}$ ,平均为  $37.1 \times 10^{-6}$ ;  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  介于  $4.18 \sim 0.84$ ,平均为  $2.51$ (表 1)。对比可以发现,多数样品的球粒陨石标准化稀土元素配分型式与 E-MORB 相似,但有少量样品(TK6-1—TK6-4)与 N-MORB 类似(图 4a、c)。所有变玄武岩样品均未显示强烈的 Ce 异常( $\delta \text{Ce}=1.04 \sim 0.93$ ,平均为  $0.99$ )与 Eu 异常( $\delta \text{Eu}=1.21 \sim 0.67$ ,平均为  $0.91$ )。

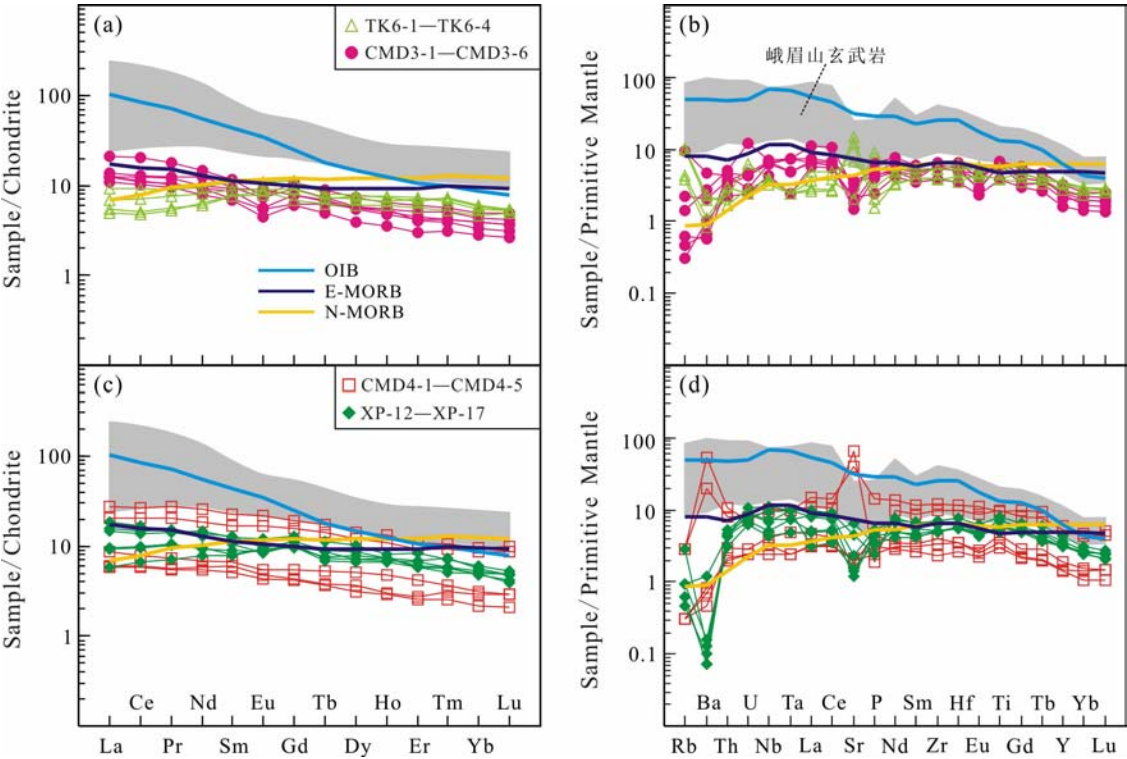
岩石的微量元素 Sr(平均为  $182 \times 10^{-6}$ )、Ba(平均为  $31.6 \times 10^{-6}$ )、Zr(平均为  $61.9 \times 10^{-6}$ )、Y(平均为  $14.0 \times 10^{-6}$ )、Ga(平均为  $14.4 \times 10^{-6}$ )、V(平均为  $252 \times 10^{-6}$ )、Cr(平均为  $1\,712 \times 10^{-6}$ )等具有较高含量,其他元素含量多低于  $10.0 \times 10^{-6}$ (表 1)。在原始地幔标准化微量元素蛛网图中,变玄武岩整体型式较为平坦,与 E-MORB 和 N-MORB 基本一致(图 4b、d),未显示岛弧火山岩富集大离子亲石元素(例如 Rb、Th、U 和 LREE)、亏损高场强元素(例如 Nb、Ta、P、Zr、Hf 和 Ti)的特征。

4 讨论

4.1 蚀变对主微量元素的影响

主微量元素地球化学分析显示,本文研究的二叠系变玄武岩样品具有相对较高的烧失量(LOI  $10.34\% \sim 1.76\%$ ,表 1),明显与岩石富含含水矿物(如角闪石、绿泥石,图 2f)有关。哈克图解显示,LOI 与  $\text{Na}_2\text{O}$  呈负相关(图 5a),与 MgO 呈正相关(图 5b),表明岩石遭受过蚀变与风化作用的影响<sup>[26]</sup>。

蚀变作用可能导致变玄武岩部分主量元素(如  $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  与 MgO 等,表 1)与微量元素(如 Rb、Sr 和 Ba 等,图 4b、d)的浓度变化,也模糊了一些主量元素之间的相互关系(如  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  与 MgO,图略)。需要注意的是,样品的稀土元素和高场强元素(例如 Nb、Ta、P、Zr、Hf 和 Ti)具有非常一致的化学组成(图 3、图 4),表明蚀变作用没有影响岩石中的难溶组分<sup>[27]</sup>。另外,Zr 被认为是蚀变过程中最不活泼的元素,常被用于判断蚀变作用对岩石化学组分的影响程度<sup>[28]</sup>。然而,变玄武岩样品的稀土元素(例如 La、Sm、Yb 和 Nb 等,图略)、高场强元素(例如 Ti



球粒陨石、原始地幔与峨眉山玄武岩数据分别据文献[21-22,25];OIB、E-MORB 与 N-MORB 数据据文献[22]。  
图 4 变玄武岩的稀土元素配分图(a、c)及微量元素蛛网图(b、d)  
Fig. 4 REE pattern (a, c) and trace element (b, d) diagrams of the metabasalts

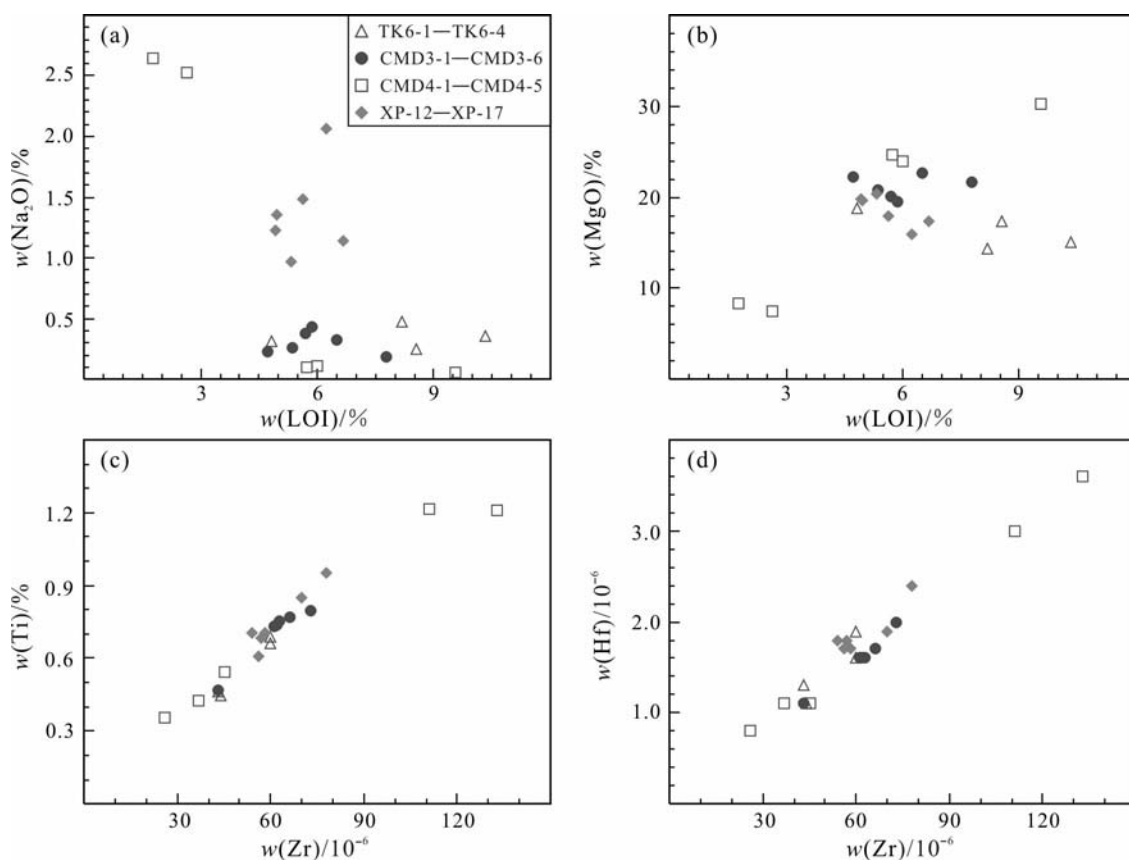


图5 蚀变作用对变玄武岩主微量元素影响的判别图解

Fig. 5 Discrimination diagrams of alteration effects on major and trace elements of the metabasalts

和 Hf, 图 5c、d) 与 Zr 之间具有良好的正相关关系, 表明这些元素在蚀变过程中并没有发生迁移<sup>[28]</sup>。因此, 为了尽量减低后期蚀变作用对分析结果的影响, 本文主要依据不活泼元素进行岩石成因与构造背景的讨论。

## 4.2 岩石成因

扬子陆块西缘的峨眉山玄武岩形成于晚二叠世约 260 Ma, 包括高钛 ( $Ti/Y > 500$ ,  $Mg^\# = 53 \sim 31$ ) 与低钛 ( $Ti/Y < 500$ ,  $Mg^\# = 67 \sim 44$ ) 两种类型<sup>[25,29]</sup>。根据本文的主微量元素分析数据(表 1), 变玄武岩样品  $Ti/Y$  值介于 816~287(平均为 526), 但  $Mg^\#$  值(82.7~52.8, 平均为 74.1)与峨眉山玄武岩截然不同。另外, 二者稀土、微量元素配分型式亦存在显著差异(图 4), 暗示松潘—甘孜南缘的二叠系变玄武岩并非峨眉山大火成岩省玄武岩浆活动的产物。

变玄武岩样品具有很低的  $SiO_2$  质量分数(47.56%~37.98%)与高的  $MgO$ (平均为 18.95%)、 $Cr$ (平均为  $1.712 \times 10^{-6}$ )含量,  $Mg^\#$  值(平均为 74.1)接近于原始玄武质岩浆( $Mg^\# = 70$ <sup>[30]</sup>), 表明岩浆

很可能起源于地幔源区<sup>[31]</sup>。在 Nb-Zr 判别图解上, 样品落点位于亏损地幔附近(图 6a), 进一步证明了上述推论。众所周知, 随着地幔橄榄岩熔融程度增大, 岩浆  $Mg$  含量逐渐升高、稀土元素分异逐渐减弱<sup>[34]</sup>。变玄武岩  $Mg^\#$  值与  $MgO$  含量高, 稀土元素含量( $\Sigma REE$  平均为  $37.1 \times 10^{-6}$ )与  $(La/Yb)_N$  值(4.18~0.84)偏低, 稀土配分型式较为平坦(图 4a、c), 暗示变玄武岩原岩应该是幔源岩浆高度部分熔融的产物。在部分熔融过程中, 一些微量元素的熔体/矿物分配系数存在较大差异, 因此可以根据这些元素成分判断地幔源区的矿物组合<sup>[33]</sup>。 $Sm/Yb-La/Yb$  图解说明, 变玄武岩原岩岩浆主要由石榴石橄榄岩发生约 20%~25% 的部分熔融形成, 而尖晶石橄榄岩的部分熔融并不能产生样品的  $Sm/Yb$  和  $La/Yb$  组成(图 6b)。另外, 样品具有相对较高的 LREE 含量与  $(La/Yb)_N$  比值(平均为 2.51), 而 HREE 丰度则较低(图 4a、c), 同样暗示源区存在富含 HREE 的石榴石残留。

哈克图解显示, 变玄武岩主量元素之间存在线性关系(图 7), 显示同源演化的特点, 说明岩浆演化



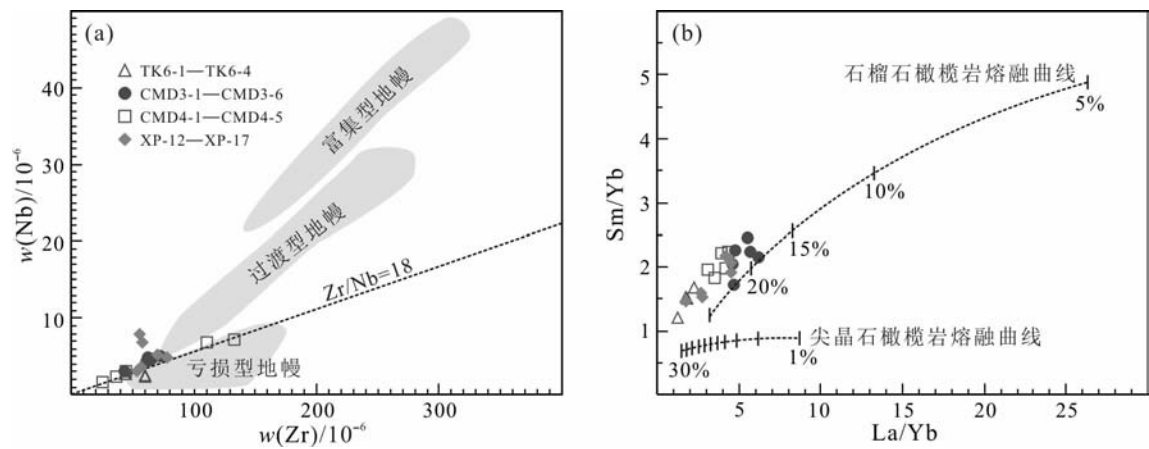


图 6 变玄武岩 Nb-Zr(a)及 Sm/Yb-La/Yb(b)图解  
(底图据文献[32-33])  
Fig. 6 Nb-Zr (a) and Sm/Yb-La/Yb (b) diagrams of the metabasalts

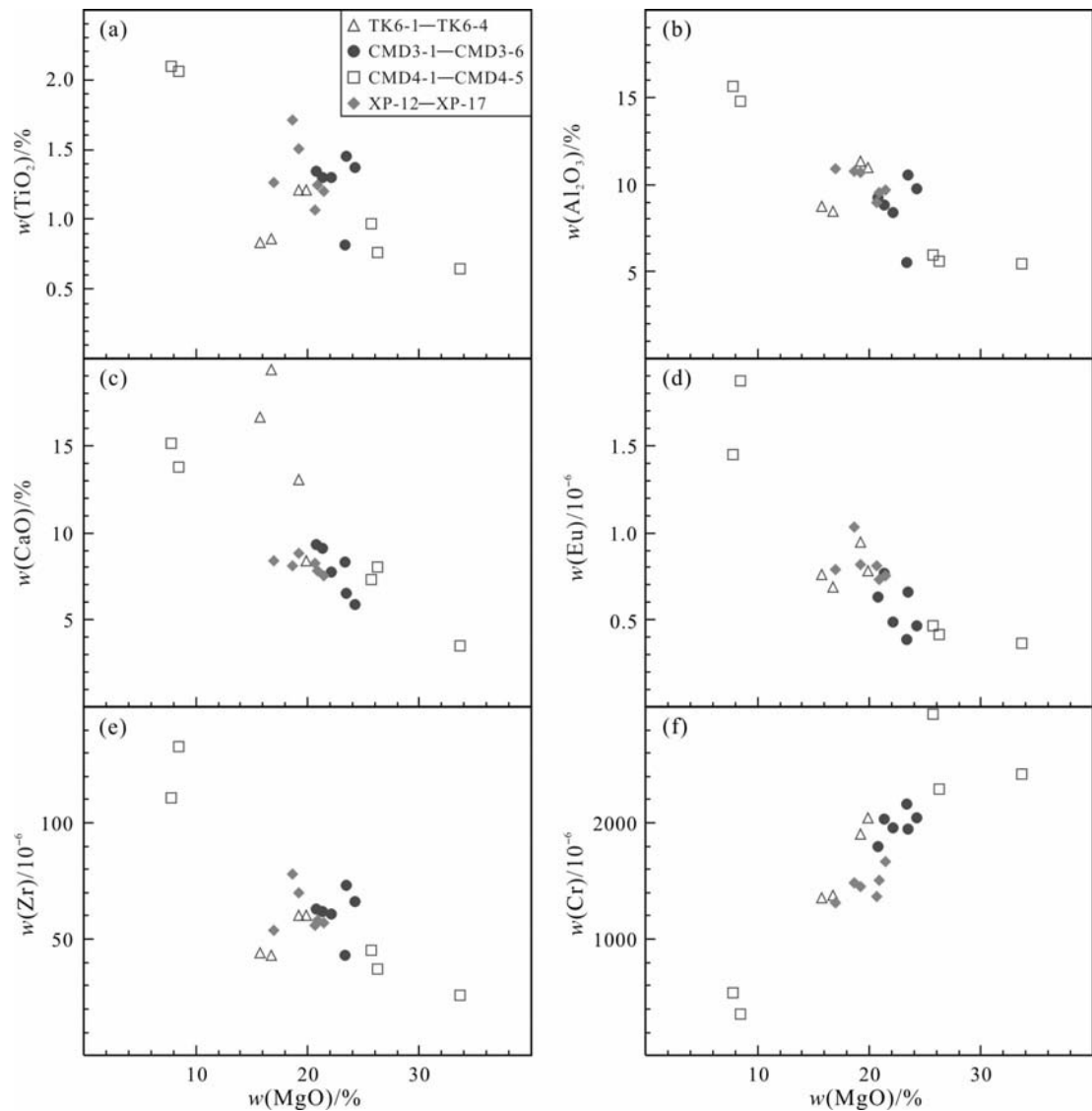


图 7 变玄武岩部分主微量元素与 MgO 哈克图解  
Fig. 7 Selected major and trace elements versus MgO variation diagrams of the metabasalts

过程中发生了一定程度的分离结晶作用。然而,岩石具有高的 MgO、Cr 含量,表明母岩浆分异程度相对较低<sup>[35]</sup>。变玄武岩样品 MgO 与 TiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO、Eu 含量为负相关关系(图 7a、b、c 和 d),表明斜长石在岩浆结晶分异过程中不是主要的堆晶矿物,与变玄武岩稀土配分型式缺乏 Eu 负异常( $\delta\text{Eu}=1.21\sim0.67$ ,平均为 0.91)的特征完全吻合(图 4a、c)。此外,MgO 与 Cr 含量具有良好的正相关关系(图 7f),指示了含铬矿物(例如尖晶石和单斜辉石)的分离结晶作用。

岩浆演化过程中,分离结晶和同化混染作用往往相伴相生,即 AFC 过程<sup>[36]</sup>。众所周知,高的 La/Sm 值( $>4.5$ )和(Th/Yb)<sub>PM</sub>值( $>4.6$ )指示了地壳物质的混染<sup>[37-38]</sup>。变玄武岩的 La/Sm 值介于 2.86~1.02,平均为 1.90;(Th/Yb)<sub>PM</sub>值为 2.42~0.56,平均为 1.64,表明岩浆侵位过程中不存在地壳物质的混染。岩浆混入下地壳物质之后,(Th/Ta)<sub>PM</sub>值接近 1,(La/Nb)<sub>PM</sub>值大于 1;混入上地壳物质之后,(Th/Ta)<sub>PM</sub>值与(La/Nb)<sub>PM</sub>值均在 2 以上<sup>[39]</sup>。变玄武岩样品(Th/Ta)<sub>PM</sub>值为 1.21~0.43,平均为 0.75,(La/Nb)<sub>PM</sub>值介于 1.55~0.27,平均为 1.09,亦排除了原岩岩浆遭受地壳混染的可能性。

### 4.3 构造意义

野外地质调查发现,江浪穹隆与踏卡穹隆的二叠系地层主要由大理岩与变玄武岩组成,二者为整合接触关系(图 2a、b),暗示二叠系为同沉积-火山作用的产物。变玄武岩具有明显的变余枕状构造及气孔构造(图 2c、d 和 e),表明其原岩形成于水下环境。根据本文的主微量元素测试数据,Ti-V 图解显示变玄武岩原岩化学成分相当于 MORB 或弧后盆

地玄武岩(BABB,图 8a)。Hf-Th-Nb 和 Ta/Yb-Nb/Yb 图解表明,多数变玄武岩样品的化学组成与 E-MORB 相似,少量(样品 TK6-1—TK6-4)趋向于 N-MORB(图 8b、c),与稀土、微量元素特征一致(图 4)。众所周知,初始弧后盆地往往发育具有岛弧性质的玄武岩,而成熟的弧后盆地通常形成接近 MORB 特征的玄武岩<sup>[43-44]</sup>。然而,本文研究的变玄武岩样品明显缺乏岛弧火山岩富集大离子亲石元素、亏损高场强元素的特征(图 4b、d)。另外,如果变玄武岩原岩形成于洋中脊环境,与其共生的沉积岩应该以硅质岩类为主,但江浪穹隆与踏卡穹隆的二叠系主要发育巨厚的大理岩。因此,我们认为松潘—甘孜造山带南缘的二叠系变玄武岩原岩很可能产于成熟的弧后盆地环境。

已有的研究表明,古特提斯洋是晚古生代(泥盆纪开始)到早中生代存在于欧亚大陆和冈瓦纳大陆之间的古洋盆;松潘—甘孜造山带就形成于古特提斯洋闭合阶段<sup>[1]</sup>,其闭合时间被限定为晚三叠世末—早侏罗世初<sup>[45]</sup>。另外,在江浪穹隆南缘的二叠纪地层之中,还发育顺层产出的超基性岩,岩性为磁铁矿化橄榄蛇纹岩(另文发表)。众所周知,大多数蛇绿岩主要包括橄榄岩、辉长岩和玄武岩,而缺乏席状岩墙杂岩,且普遍具有 E-MORB 与 N-MORB 共存的现象<sup>[46]</sup>。因此,松潘—甘孜造山带南缘的二叠系变质基性-超基性岩石组合可能属于俯冲消减型蛇绿岩,或许正是古特提斯洋的洋壳残余。

## 5 结论

(1)松潘—甘孜造山带南缘的二叠系变玄武岩

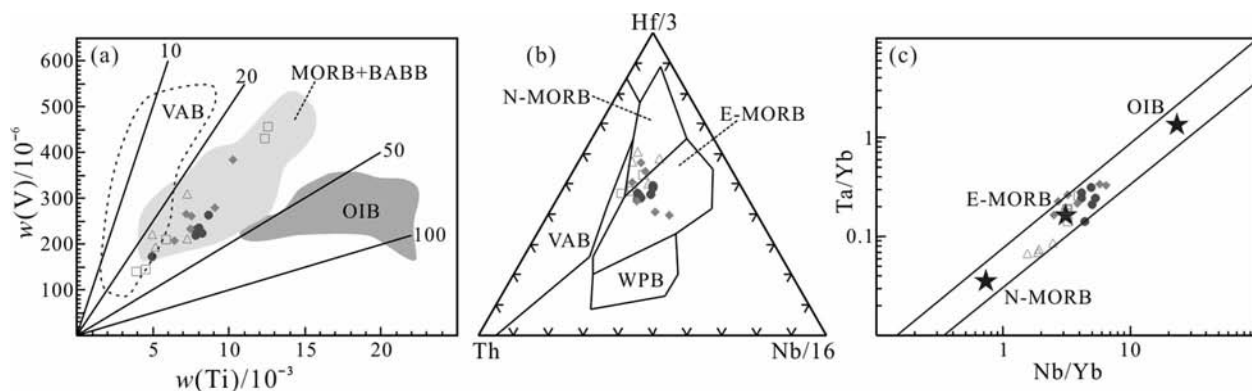


图 8 变玄武岩构造环境判别图解

(底图分别据文献<sup>[40-42]</sup>)

Fig. 8 Tectonic discrimination diagrams of the metabasalts

原岩岩浆起源于亏损地幔,由石榴石橄榄岩部分熔融产生,部分熔融程度约为 20%~25%。

(2)岩浆上升侵位过程中未曾遭受地壳物质的混染,主要经历了含铬矿物(例如尖晶石和单斜辉石)的分离结晶作用。

(3)该套变玄武岩并非晚二叠世峨眉山玄武岩浆活动的产物,其化学组成与 MORB 相似,很可能形成于古特提斯洋成熟的弧后盆地背景。

## 参考文献

- [1] 许志琴,侯立玮,王宗秀. 中国松潘带的造山过程[M]. 北京:地质出版社,1992:1-190.
- [2] ZHANG H F, PARRISH R, ZHANG L, et al. A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan – Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau; implication for lithospheric delamination[J]. *Lithos*, 2007, 97: 323-335.
- [3] 胡健民,孟庆任,石玉若,等. 松潘—甘孜地体内花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其构造意义[J]. *岩石学报*, 2005, 21(3): 867-880.
- [4] ZHANG H F, ZHANG L, HARRIS N, et al. U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garzê Fold Belt, eastern Tibet Plateau: constraints on petrogenesis, nature of basement and tectonic evolution [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2006, 152: 75-88.
- [5] 时章亮,张宏飞,蔡宏明. 松潘造山带马尔康强过铝质花岗岩的成因及其构造意义[J]. *地球科学:中国地质大学学报*, 2009, 34: 569-584.
- [6] 蔡宏明,张宏飞,徐旺春,等. 松潘带印支期岩石圈拆沉作用新证据:来自火山岩岩石成因的研究[J]. *中国科学:地球科学*, 2010(11): 1518-1532.
- [7] YAN D P, ZHOU M F, SONG H L, et al. Structural style and tectonic significance of the Jianglang dome in the eastern margin of the Tibetan Plateau, China[J]. *Journal of Structural Geology*, 2003, 25(5): 765-779.
- [8] 傅昭仁,宋鸿林,颜丹平. 扬子地台西缘江浪变质核杂岩结构及对成矿的控制[J]. *地质学报*, 1997, 71(2): 113-122.
- [9] 颜丹平,宋鸿林,傅昭仁,等. 扬子地台西缘变质核杂岩带[M]. 北京:地质出版社,1997:1-94.
- [10] HUANG M H, MAAS R, BUICK I S, et al. Crustal response to continental collisions between the Tibet, Indian, South China and North China Blocks: geochronological constraints from the Songpan – Garze orogenic belt, Western China[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 2003, 21: 223-240.
- [11] 游振东,程素华,赖兴运. 四川丹巴穹状变质地体[J]. *地学前缘*, 2006, 13(4): 148-159.
- [12] HUANG M H, BUICK I S, HOU L W. Tectonometamorphic evolution of the eastern Tibet Plateau: evidence from the central Songpan – Garze orogenic belt, Western China[J]. *Journal of Petrology*, 2003, 44: 255-278.
- [13] 颜丹平,周美夫,宋鸿林,等. 华南在 Rodinia 古陆中位置的讨论: 扬子地块西缘变质-岩浆杂岩证据及其与 Seychelles 地块的对比[J]. *地学前缘*, 2002, 9(4): 249-256.
- [14] ROGER F, JOLIVET M, MALAVIEILLE J. The tectonic evolution of the Songpan-Garzê (North Tibet) and adjacent areas from Proterozoic to present: a synthesis[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2010, 39(4): 254-269.
- [15] NIE S, YIN A, ROWLEY D B, et al. Exhumation of the Dabie Shan ultra-high-pressure rocks and accumulation of the Songpan-Ganzi flysch sequence, central China[J]. *Geology*, 1994, 22: 999-1002.
- [16] 苏本勋,陈岳龙,刘飞,等. 松潘—甘孜地块三叠系砂岩的地球化学特征及其意义[J]. *岩石学报*, 2006, 22(4): 961-970.
- [17] 代堰镔,张惠华,朱玉娣,等. 扬子陆块西缘江浪穹隆及“里伍式”富铜矿床研究进展与问题[J]. *地球科学与环境学报*, 2016, 38(1): 66-78.
- [18] 四川省地质矿产局. 四川省区域地质志[M]. 北京:地质出版社,1990:1-680.
- [19] 周家云,谭洪旗,龚大兴,等. 川西江浪穹隆核部新火山花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素研究[J]. *矿物岩石*, 2013, 33(4): 42-52.
- [20] 周家云,谭洪旗,龚大兴,等. 乌拉溪铝质 A 型花岗岩: 松潘—甘孜造山带早燕山期热隆伸展的岩石记录[J]. *地质论评*, 2014, 60(2): 348-362.
- [21] TAYLOR S R, MCLENNAN S M. The continental crust: its composition and evolution[M]. Oxford: Blackwell, 1985: 1-328.
- [22] SUN S S, MCDONOUGH W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1989, 42: 313-345.
- [23] MA L, JIANG S Y, HOFMANN A W, et al. Lithospheric and asthenospheric sources of lamprophyres in the Jiaodong peninsula: a consequence of rapid lithospheric thinning beneath the North China craton[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2014, 124(1): 250-271.
- [24] WINCHESTER J A, FLOYD P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. *Chemical Geology*, 1977, 20: 325-343.
- [25] XIAO L, XU Y G, MEI H J, et al. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: implications for plume-

- lithosphere interaction[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 228(3/4): 525-546.
- [26] 汪云峰, 张招崇, 王丽娟, 等. 峨眉山大火成岩省虎跳峡和金安二叠纪玄武岩的地球化学特征及其对源区的约束[J]. *岩石学报*, 2013, 29(12): 4387-4403.
- [27] 代堰镔, 张连昌, 王长乐, 等. 辽宁本溪歪头山条带状铁矿的成因类型、形成时代及构造背景[J]. *岩石学报*, 2012, 28(11): 3574-3594.
- [28] POLAT A, HOFMANN A W, ROSING M T. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7 – 3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth[J]. *Chemical Geology*, 2002, 184: 231-254.
- [29] XU Y G, CHUNG S L, JAHN B M, et al. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian – Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China [J]. *Lithos*, 2001, 58: 145-168.
- [30] DUPUY C, DOSTAL J. Trace element geochemistry of some continental tholeiites[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1984, 67(1): 61-69.
- [31] GAO S, ZHANG B R, JIN Z M, et al. How mafic is the lower continental crust?[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 161(1): 101-117.
- [32] ROEX A P L, DICK H J B, ERLANK A J, et al. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet Triple Junction and 11 degrees east[J]. *Journal of Petrology*, 1983, 24(3): 267-318.
- [33] XU Y G, MA J L, FREY F A, et al. Role of lithosphere-as-thenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton[J]. *Chemical Geology*, 2005, 224(4): 247-271.
- [34] GILL R. *Igneous rocks and processes: a practical guide*[M]. Chichester: Wiley-Blackwell, 2010: 1-472.
- [35] LIU S, HU R Z, GAO S, et al. Zircon U-Pb geochronology and major, trace elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of mafic dykes in western Shandong province, east China: constraints on their petrogenesis and geodynamic significance [J]. *Chemical Geology*, 2008, 255(3): 329-345.
- [36] DEPAOLO D J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1981, 53(2): 189-202.
- [37] LASSITER J C, DEPAOLO D J. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: chemical and isotopic constraints[M]//MAHONEY J, MILLARD C. *Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism*. Washington: American Geophysical Union, 1997: 335-355.
- [38] QI L, ZHOU M F. Platinum-group elemental and Sr-Nd-Os isotopic geochemistry of Permian Emeishan flood basalts in Guizhou Province, SW China[J]. *Chemical Geology*, 2008, 248(1/2): 83-103.
- [39] PENG Z X, MAHONEY J, HOOPER P, et al. A role for lower continental crust in flood basalt genesis? Isotopic and incompatible element study of the lower six formations of the western Deccan Traps[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, 58: 267-288.
- [40] SHERVAIS J W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1982, 59(1): 101-118.
- [41] WOOD D A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, 50(1): 11-30.
- [42] PEARCE J A, PEATE D W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1995, 23: 1073-1109.
- [43] FRETZDORFF S, LIVERMORE R A, DEVEY C W, et al. Petrogenesis of the back-arc East Scotia Ridge, South Atlantic Ocean[J]. *Journal of Petrology*, 2002, 43: 1435-1467.
- [44] TAYLOR B, MARTINEZ F. Back-arc basin basalt systematic[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 210: 481-497.
- [45] 莫宣学, 潘桂棠. 从特提斯到青藏高原形成: 构造-岩浆事件的约束[J]. *地学前缘*, 2006, 13(6): 43-51.
- [46] 张旗, 周国庆. *中国蛇绿岩*[M]. 北京: 科学出版社, 2001: 1-182.